

unidade é truncada a nordeste pelo granito Campo Alegre. Em relação às três unidades do Complexo Embu propostas por Fernandes *et al.* (1990), a Unidade Rio Guaripu parece corresponder, em parte, às unidades Rio Paraibuna e Redenção da Serra.

b) Unidade Rio Paraitinga – aflora a norte do Granito Campo Alegre e apresenta uma constituição litológica semelhante à unidade basal anterior, predominando um (turmalina)-granada-sillimanita-muscovita-biotita gnaiss ou xisto e (turmalina)-muscovita-biotita gnaiss fino (Figura 5.12). Porém, além das freqüentes intercalações de rochas calcissilicáticas e quartzitos impuros, agora mais espessos, ocorrem ainda nessa unidade, níveis de estauroлита-muscovita-biotita xisto, granada-hornblenda-biotita gnaiss fino e raras lentes de tremolita xisto. Ocorrem ainda intercalados nos gnaisses xistosos desta unidade, níveis concordantes e centimétricos de turmalinitos, que sugerem uma natureza vulcano-sedimentar (Pereira, 2001). A Unidade Rio Paraitinga pode ser correlacionada, parcialmente, às unidades Rio Una e Redenção da Serra definidas por Fernandes *et al.* (1990).

A fusão parcial dos gnaisses xistosos do Complexo Embu, como nas demais sucessões metassedimentares, gerou diversos níveis concordantes de leucogranitos foliados com muscovita, turmalina e granada. Semelhante ao encontrado nas rochas do Grupo Paraíba do Sul, a sillimanita que ocorre no Complexo Embu é do tipo fibrolita, co-existindo com muscovita do caminho metamórfico principal. Porém, a presença de estauroлита em metapelitos do topo da Unidade Rio Paraitinga pode indicar um metamorfismo um pouco mais baixo, ainda dentro da fácies anfibolito, que o observado na unidade basal Rio Guaripu e no Terreno Paraíba do Sul (Figura 5.13). Deste modo, o metamorfismo seria do tipo normal, ou seja, diminuindo para as unidades do topo.

ORTOGNAISSES E GRANITÓIDES DO COMPLEXO TAQUARAL

No interior dos metassedimentos da Unidade Rio Paraitinga ocorrem corpos alongados de ortognaisses e granitóides concordantes denominados por



FIGURA 5.11 - Hornblenda-biotita gnaiss granitóide Campinho, rico em enclaves de gnaisses mesocráticos e de rochas máficas. Bananal, SP.



FIGURA 5.12 - Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss xistoso da Unidade Rio Paraitinga, Complexo Embu. Campos da Bocaina, S. José do Barreiro, SP.

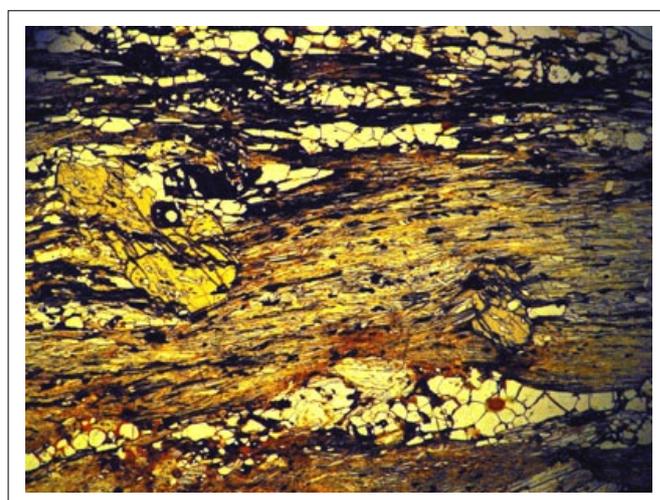


FIGURA 5.13 - Fotomicrografia do estauroilita-muscovita-biotita-quartzo xisto da Unidade Rio Paraitinga, Complexo Embu. Campos da Bocaina, S. José do Barreiro, SP.

Heilbron *et al.* (1995) de Suíte Taquaral (Anexo 1). Neste trabalho esta unidade foi redefinida como Complexo Taquaral, que compreende uma variedade de litotipos, sendo subdividido em duas suítes distintas.

A suíte 1 é composta por hornblenda-biotita gnaisses bandados migmatíticos, mesocráticos, localmente porfiríticos, de composição variando de tonalítica a granítica, ricos em enclaves máficos centimétricos dioríticos e tonalíticos. A suíte 2 consiste de biotita leucogranitos foliados, de granulação variando de grossa a fina, cinza claro, por vezes, porfiríticos e com granada. Relações de campo indicam que os leucogranitos da suíte 2 cortam os ortognaisses da suíte 1 (Figura 5.14); corpos métricos de granitos tardios finos a porfiríticos, leucocráticos e com foliação incipiente cortam as duas fácies. Pereira (2001) denominou de Granito São José do Barreiro, que aflora próximo a cidade homônima, um biotita granito porfirítico foliado, aqui incluído na suíte 1 do Complexo Taquaral.

Datações U-Pb em titanitas do Complexo Taquaral foram realizadas por Machado *et al.* (1996), onde os leucossomas dos gnaisses da suíte 1 forneceram idades de 584 ± 3 Ma, indicando o metamorfismo e anatexia da etapa sin-colisional, enquanto os leucogranitos da suíte 2 resultaram numa idade mínima de 553 Ma (titanita), confirmando serem mais novos. Neste sentido, a idade de cristalização dos ortognaisses do Complexo Taquaral continua em aberto, pois pode ser mais antiga que aquela registrada nas titanitas (Tabela 5.1).

GRANITO CAMPO ALEGRE

Compreende corpos alongados de direção NE, destacando um de dimensão batolítica, com pelo menos 75 km de extensão, encaixado entre as unidades Rio Guaripu e Rio Paraitinga do Complexo Embu (Anexo 1). Consiste basicamente de (muscovita)-(granada)-biotita gnaisse porfiróide de composição granítica, com fenocristais de feldspato de 2 a 6 cm e, pontualmente, possui hornblenda (Figura 5.15). Além da fácies porfirítica, subordinadamente, ocorrem níveis de leucogranito equigranular foliado de granulação média. Este granitóide é rico em enclaves lenticulares (xenólitos) de paragnaisses, xistos

pelíticos e rochas calcissilicáticas, apresentando em geral, contatos gradacionais com os metassedimentos, indicando ser um granito do tipo S.

Na área estudada, o Granito Campo Alegre foi denominado por diversos autores de Granito Rio Turvo, um granitóide tipo S com características semelhantes, porém conforme a definição original, este está encaixado nos metassedimentos do Terreno Ocidental, portanto esse nome não deve ser usado no Terreno Embu.

No extremo norte da área estudada aflora um corpo denominado de Granito Funil, aqui correlacionado ao Granito Campo Alegre, que possui uma idade Pb-Pb em zircão de 584 ± 5 Ma (Pereira, 2001). Resultados similares para esse magmatismo sin-colisional foram reportados por Filipov e Janasi (2001) e Janasi *et al.* (2003), que apresentaram idades U-Pb em monazita dos seguintes maciços graníticos peraluminosos intrusivos no Complexo Embu: Mauá (588 ± 2 Ma), Mogi das Cruzes (ca. 580 Ma) e Natividade da Serra (587 ± 7 Ma) (Tabela 5.1).

5.2.5 Granitos Tardi-colisionais

SUÍTE CHARNOCKÍTICA ILHA GRANDE

Compreende um pluton inserido no Terreno Oriental que aflora na Ilha Grande (Anexo 1). Fernandes (2000) caracterizou esta unidade como sendo constituída por rochas contendo feldspatos verdes, hornblenda, biotita, hiperstênio e quartzo, cuja composição varia de charnockítica a charno-enderbítica até jotunítica, com textura equigranular média a grossa ou porfirítica. É comum a presença de enclaves centimétricos de rochas máficas dioríticas e xenólitos de hornblenda-biotita gnaisses do Complexo Rio Negro. Esses charnokitóides apresentam, geralmente, uma foliação incipiente, interpretada como fluxo magmático sob influência da deformação tardia. A Suíte Charnockítica Ilha Grande parece ser correlacionada aos plutons charnockíticos de Ubatuba, no litoral norte paulista, que forneceram idade Rb/Sr de 551 ± 5 Ma (Gasparini e Mantovani, 1979, *apud* Machado Filho *et al.*, 1983).



FIGURA 5.14 - Hornblenda-biotita gnaiss granitóide Taquaral cortado por veio de biotita leucogranito. Resende, RJ.



FIGURA 5.15 - Biotita granito porfiróide foliado Campo Alegre, Terreno Embu. Alto dos Mouras, Cunha, SP.



FIGURA 5.16 - Granito porfirítico do Complexo Plutônico Parati com enclave de rocha máfico. Parati, RJ.



FIGURA 5.17 - Granito Mambucaba equigranular. Perequê, RJ.

COMPLEXO PLUTÔNICO PARATI

Consiste de um corpo situado no extremo SW da área, originalmente descrito por Castro *et al.* (1984) e Penha (1989), que aflora desde o litoral de Parati até o planalto da Serra da Bocaina (Anexo 1). O Complexo Plutônico Parati é formado principalmente por granito porfirítico a, localmente, equigranular, com porções charnockíticas e enclaves dioríticos (Figura 5.16). Esta unidade intrude todos os quatro terrenos, o seu posicionamento ocorreu quando a compartimentação tectônica deste segmento da Faixa Ribeira já estava estabelecida (Figura 5.1, Anexos 1 e 2 i-j).

A rocha predominante é um (hornblenda)-titanita-biotita granito que apresenta duas fácies, uma porfirítica com fenocristais de K-feldspato de 2 a 4 cm, e outra equigranular média a grossa, leucocrática, com aglomerados de biotita e anfibólio. Assim como o “Charnockito Ilha Grande”, esta rocha possui, geralmente, uma fraca foliação, que se torna mais marcante nas bordas do corpo e é sub-concordante com a foliação das rochas encaixantes. Ocorrem enclaves métricos arredondados a lenticulares de hornblenda-biotita granodiorito equigranular, mesocrático e de rochas máficas dioríticas, ambas com foliação incipiente, além de xenólitos de biotita gnaiss bandado similares ao Complexo Rio Negro.

Localmente, o hornblenda-titanita-biotita granito apresenta uma fácies com feldspatos esverdeados com enclaves de rochas dioríticas com ortopiroxênio. Esta fácies esverdeada do “Granito Parati”, somada às características composicionais e estruturais, mostram semelhanças com “Charnockito Ilha Grande”, sugerindo que sejam análogos. Outro litotipo subordinado desta unidade é um leucogranito com biotita, inequigranular e também levemente foliado.

Apófises e veios de granito porfirítico rosa e de biotita granito isotrópico equigranular, que serão tratados à frente, cortam os litotipos descritos acima.

O Complexo Plutônico Parati é posicionado como um batólito tardi-colisional (Tabela 5.1), pois apresenta uma deformação incipiente e é cortado

por granitos mais novos. Porém, assim como a Suíte Charnockítica Ilha Grande, a idade mais precisa desta unidade continua em aberto.

LEUCOGRANITOS

Pequenos corpos alongados de leucogranito afloram no Terreno Paraíba do Sul, especialmente no interior do Complexo Quirino, e no Terreno Embu, destacando o corpo encaixado no Complexo Taquaral próximo à São José do Barreiro (SP) (Anexo 1). Trata-se de rocha homogênea, consistindo basicamente de muscovita-biotita granito cinza claro, equigranular médio. Esses leucogranitos possuem uma foliação incipiente subvertical, geralmente associada à zonas de cisalhamento da fase D3, que condicionam o posicionamento desses corpos.

Os leucogranitos são correlatos ao Granito Getulândia, situado em área vizinha do Terreno Paraíba do Sul, sendo classificado como do tipo I fracamente peraluminoso e que forneceram idades U-Pb em monazita, entre 535-527 Ma (Machado *et al.*, 1996; Valladares *et al.*, 2000).

5.2.6 Granitos Pós-colisionais

GRANITO VILA DOIS RIOS

Aflora na porção central da Ilha Grande e no litoral próximo a Conceição de Jacareí, intrudindo a Suíte Charnockítica Ilha Grande e o Complexo Rio Negro. Esta unidade, bem caracterizada por Fernandes (2000), consiste de biotita granito porfirítico, com fenocristais de K-feldspato rosa de 2 a 5 cm. Contêm enclaves lenticulares de rocha fina, máfica e xenólitos das rochas charnockíticas. Subordinadamente apresenta fácies equigranular de granulação média a fina, o que torna o Granito Vila Dois Rios semelhante aos granitos Mambucaba e Mombaça. Este granito ocorre também na forma de apófises e veios no Complexo Plutônico Parati, mas a distinção entre as duas unidades possuindo fácies porfiríticas nem sempre é fácil.

Esta unidade parece correlata ao plúton Pedra Branca (Fernandes, 2000), que aflora a oeste da cidade do Rio de Janeiro, datado em 513 ± 5 Ma, idade U-Pb em monazita e zircão, por Heilbron & Machado (2003).

GRANITOS MAMBUCABA E MOMBAÇA

Compreende os corpos de leucogranito que afloram na costa da Baía da Ilha Grande, relatados originalmente por Castro *et al.* (1984) e Penha (1989). Consiste de biotita granito cinza claro, contendo titanita, hornblenda, pirita e magnetita como acessórios principais, isotrópico, equigranular médio a ligeiramente porfirítico (Figura 5.17). Foram observados xenólitos de paragneisses e rochas calcissilicáticas do Terreno Ocidental e de ortogneisse bandado do Complexo Rio Negro. O corpo do Granito Mambucaba intrude os terrenos Ocidental e Oriental (Figuras 5.1, Anexos 1 e 2 e-f), sendo que sua porção superior, na borda do planalto da Bocaina, seu contato com a encaixante e o fluxo magmático são subhorizontais. Os granitos Mambucaba e Mombaça podem constituir um mesmo corpo ígneo, porém encontram-se separados pela Baía da Ribeira, entre Angra dos Reis e a localidade de Frade (Anexo 1). Veios e apófises associados a estes granitos cortam o Complexo Plutônico Parati e o Granito Dois Rios.

Machado *et al.* (1996) dataram o Granito Mangaratiba, um corpo semelhante aos da área estudada situado à leste na Baía de Sepetiba, que forneceu idade U-Pb em titanita de 492 ± 15 Ma. Recentemente, Heilbron & Machado (2003) dataram zircões de diques de granitos similares na cidade do Rio de Janeiro, que deram idade de 482 ± 6 Ma, caracterizando o período de magmatismo pós-colisional no Terreno Oriental.

OUTROS CORPOS GRANÍTICOS

Fechando o quadro do magmatismo brasileiro ocorrem diversos aplitos graníticos, veios de pegmatito e de quartzo, todos intrusivos nos granitos tardios a pós-colisionais, muitas vezes encaixados em zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis da fase D4. Cortam as rochas de todos os terrenos tectônicos, porém com maior intensidade no Terreno Oriental.

5.3 DEFORMAÇÃO DA OROGÊNESE BRASILIANA

5.3.1 Geologia Estrutural da Deformação Principal

As estruturas geradas durante a etapa de deformação principal foram estabelecidas no ápice do primeiro estágio colisional da Faixa Ribeira, entre 590 e 560 Ma (Heilbron *et al.*, 2000, Heilbron & Machado, 2003). No entanto, esta etapa herdou a deformação acumulada desde o estágio pré-colisional, durante a subducção oceânica. Assim, duas fases de deformação progressiva (D1+D2) são reconhecidas para esta etapa responsável pela compartimentação tectônica da área de estudo. As estruturas geradas pela fase D1 são, muitas vezes, transpostas pela fase de D2, especialmente nas zonas de maior deformação do estágio sin-colisional, por exemplo, os limites tectônicos dos terrenos. Porém, o grau de transposição da fase D1 pela D2 também varia em relação aos terrenos, pois alguns guardam um caráter estrutural da primeira fase. Deste modo, o Terreno Ocidental mostra maior intensidade da deformação D2 que os demais (Heilbron *et al.*, 2000), o que é esperado para o compartimento coberto por outros durante a colisão (Anexo 2). A seguir serão descritas as características estruturais (foliações, lineações, dobras e zonas de cisalhamentos) da deformação principal para cada terreno.

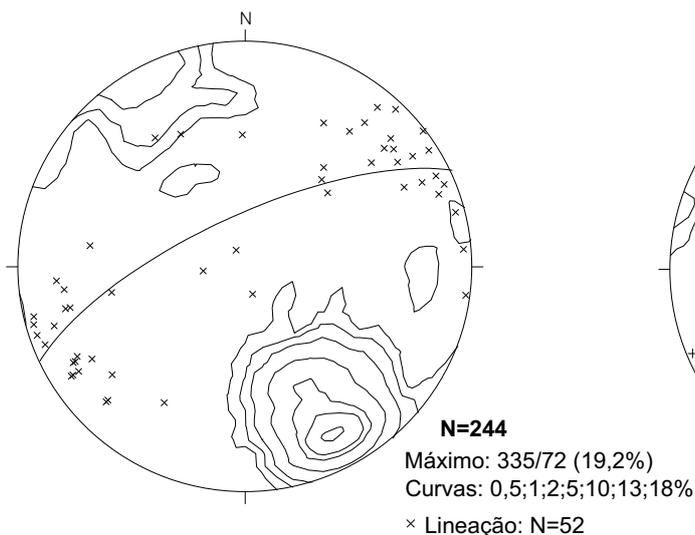
TERRENO OCIDENTAL (TOC)

A foliação principal (S2+S1) paralela ao bandamento composicional dos metassedimentos apresenta mergulhos de alto ângulo para NW (máximo 335/72) e localmente para SE (Figura 5.18a). A foliação neste terreno é comumente milonítica, não somente junto aos contatos tectônicos com o TOR e o TPS. A lineação de estiramento (L2) possui caimento suave para NE e SW, paralela aos eixos das dobras apertadas a fechadas desta etapa de deformação (Figura 5.2). As lineações com caimentos *down dip* para NW são raras.

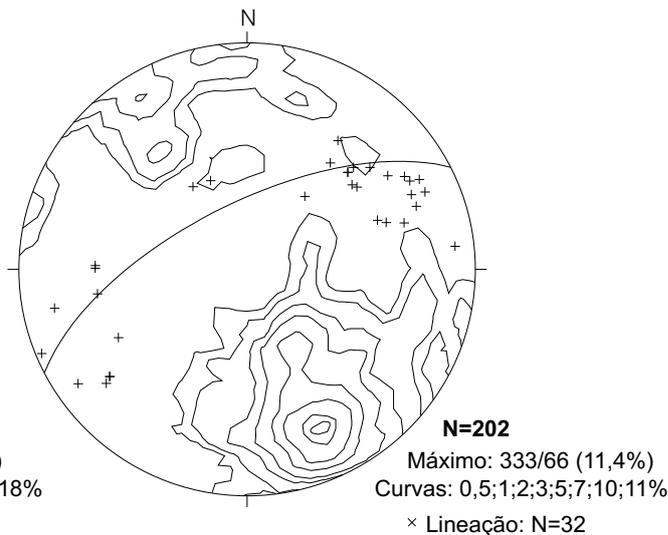
TERRENO ORIENTAL (TOR)

A foliação principal (S1) consiste de uma xistosidade paralela ao bandamento migmatítico dos ortognaisses do Complexo Rio Negro, possuindo mergulhos de médio a alto ângulo para NW (máx. 333/66), localmente, para SE

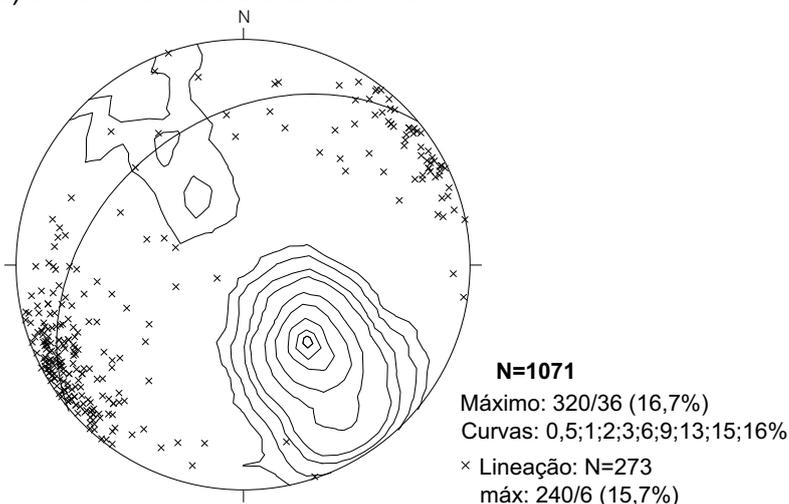
a) Terreno Ocidental



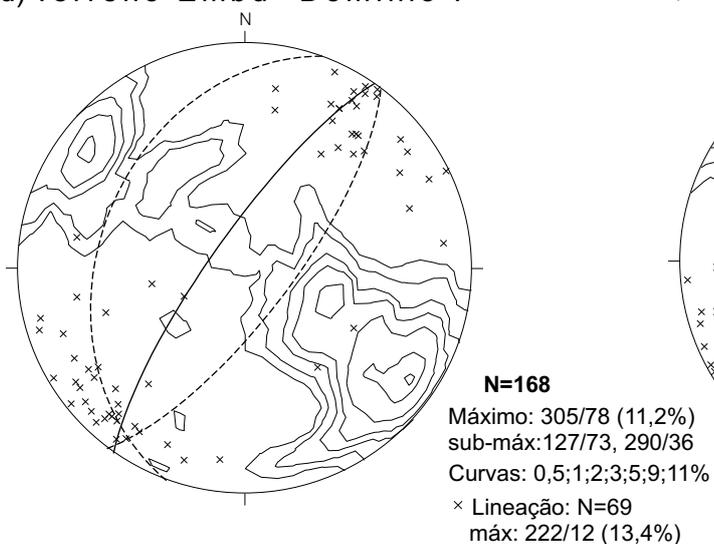
b) Terreno Oriental



c) Terreno Paraíba do Sul



d) Terreno Embú- Domínio I



e) Terreno Embú- Domínio II

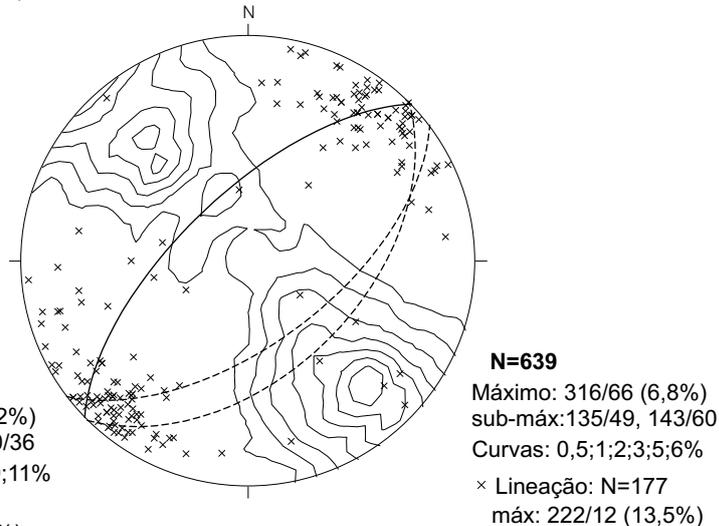


FIGURA 5.18 - Estereogramas de pólos da foliação principal (S1+S2) e de lineação mineral e de estiramento (L1+L2) para cada terreno (a,b,c,d,e); estão plotados também os traços dos planos máximos (linha cheia) e sub-máximos (linha tracejada) da foliação. Rede equi-área, hemisfério inferior.



FIGURA 5.19 - Dobra D2 (tracejado laranja) dobrada por D3 (linha amarela) no ortognaisse do Complexo Rio Negro com enclave máfico, Terreno Oriental. Afloramento no litoral de Mambucaba, RJ.

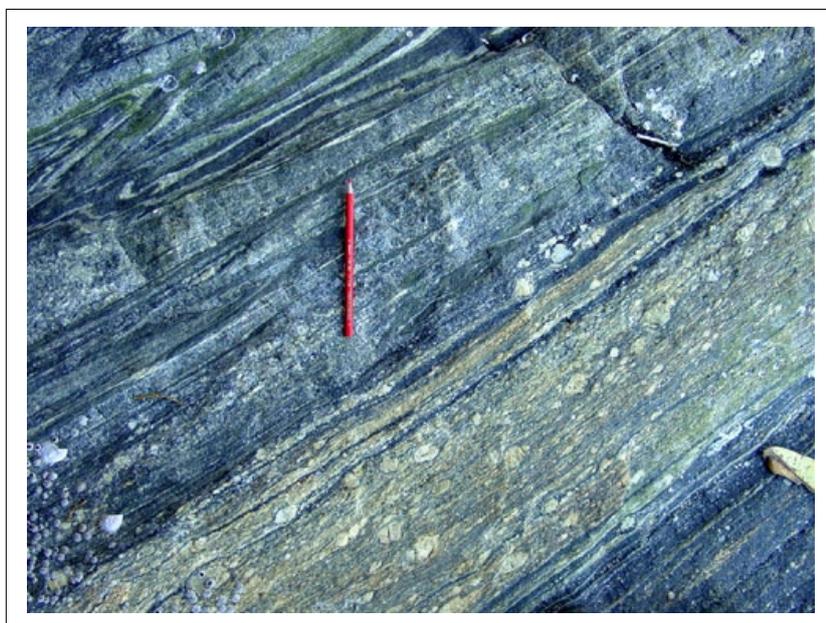


FIGURA 5.20 - Afloramento do Limite Tectônico Central (LTC), colocando em contato os paragnaisses do Terreno Ocidental, acima (lápis vermelho), com ortognaisse leucocrático porfiróide do Complexo Rio Negro, Terreno Oriental, abaixo. Litoral entre Mambucaba e Parati, RJ.



FIGURA 5.21 - Biotita gnaisse bandado milonítico do Complexo Quirino junto ao empurrão basal do Terreno Paraíba do Sul. Afloramento no rio Mambucaba, Perequê, RJ.

e WSW (Figuras 5.3 e 5.18b). A foliação só é milonítica junto ao contato com TOC, onde S2 transpõe S1. As lineações mineral e de estiramento possuem caimentos moderados a suaves tanto para SW, como para NE. Ocorrem dobras dobradas tanto D1 *versus* D2, como D2 *versus* D3; as dobras da fase D2 são fechadas e possuem, geralmente, eixos com caimentos para SW, paralelos as lineações (Figura 5.19).

O contato com o TOC é uma importante zona de cisalhamento denominada de Limite Tectônico Central (LTC) (Figuras 5.1, 5.20 e Anexo 1), que corresponde à sutura da Faixa Ribeira, sendo batizada originalmente de *Central Tectonic Boundary* (CTB) por Almeida *et al.* (1998). Na área mapeada, o LTC apresenta um mergulho íngreme para NW e dobrado por D2 e D3. Assim o TOR encontra-se estruturalmente por baixo do TOC (Anexo 2 c-d, e-f, g-h), uma posição invertida, já que o esperado seria um mergulho para SE, com a placa contendo o arco magmático sobreposta à placa subductada (TOC). Esse mergulho invertido do LTC pode ser efeito de um endentamento tectônico do TOR sob o TOC, ocorrido no ápice da colisão, ou por outro lado, ser decorrente da reativação e dobramentos tardi-colisionais D3 (Neves, 2004).

TERRENO PARAÍBA DO SUL (TPS)

Assim como indicado no TOR, a foliação principal no TPS é S1, uma xistosidade grossa paralela ao bandamento composicional e migmatítico dos paragneisses e xistos (Figura 5.9 e 5.10). A foliação S2 também só transpõe S1 nas zonas miloníticas, especialmente no empurrão basal do TPS que o limita do TOC junto aos ortogneisses do Complexo Quirino (Figura 5.21). Localmente, ocorrem milonitos no contato entre as unidades Três Barras e São João, que mostram marcante contraste litológico (Figura 5.8). A situação de transposição das estruturas D1 no TPS acontece ainda no contato com o TEM. A foliação principal S1 + S2 possui mergulhos de médio ângulo para NW (máx. 320/36), expressando, de forma geral, uma estrutura monoclinal (Figura 5.18c e Anexo 2 a-b, c-d).

As lineações mineral e de estiramento apresentam caimentos suaves a moderados para SW e NE (máx. 240/06); as lineações com caimento *down dip* são localizadas (Figura 5.18c). As dobras D1 e D2 são apertadas a fechadas, ambas com eixos paralelos as lineações, sendo que na Unidade Beleza, topo do TPS, as dobras inclinadas D2 são frequentes (Figura 5.22a, b, c). Na porção SW, as unidades do TPS são truncadas, gradativamente, pela zona de cisalhamento que limita a base de TEM (Anexo 1).

TERRENO EMBU (TEM)

A foliação principal (S1) é similar à que ocorre nas rochas do TPS, uma xistosidade nos gnaisses e xistos (Figura 5.12) e uma clivagem nas rochas quartzíticas. A foliação milonítica (S2+S1) ocorre no contato com o TPS e, por vezes, no interior dos metassedimentos e no Complexo Taquaral. A característica marcante deste terreno é a variação da direção de mergulho da foliação, ora para NW, ora para SE, devido ao efeito das dobras abertas a fechadas D3 (Anexo 2 e Figura 5.18d, e). O TEM foi subdividido em dois domínios estruturais: I e II (Anexo 1). O Domínio I abrange porções dos metassedimentos da Unidade Rio Guaripu e do Granito Campo Alegre (Anexo 1). A foliação possui mergulhos, geralmente, íngremes (máx. 305/78; submáx. 127/73 e 290/36), e as lineações mineral e de estiramento apresentam caimentos suaves a moderados para SW e NE (Figuras 5.18d e 5.23). O Domínio II, que engloba o restante do TEM, apresenta foliação com mergulhos mais moderados que Domínio I (máx.: 316/66; submáx.: 135/49 e 143/60) e as atitudes das lineações são semelhantes às anteriores (máx. 222/12), porém registrando alguns caimentos *down dip* para SE (Figura 5.18e). No Domínio II ocorrem foliações com mergulhos suaves associadas às charneiras de dobras D3 ou a locais onde dobras D2 recumbentes estão preservadas.

Comparando as direções da foliação nos dois domínios estruturais, observa-se que o Domínio I mostra *strike*, em média, entre N20-40E (Figura 5.24a), enquanto no Domínio II as atitudes ficam entre N35-55E, semelhantes às encontradas no TPS (Figuras 5.24b, c). Assim, o Domínio I mostra uma inflexão